

ПОГРЕБЕННЫЕ СНЕЖНИКИ НА ЛЕНО-АМГИНСКОЙ РАВНИНЕ

В.Б. Спектор, В.В. Спектор, Н.Т. Бакулина*

*Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН,
677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия, vspektor@mail.ru*

** Государственный комитет Республики Саха (Якутия) по геологии и недрапользованию,
Государственное унитарное предприятие РС(Я) "Центргеоаналитика", 677000, Якутск, ул. Кирова, 13, Россия*

На высокой Лено-Амгинской равнине при бурении в нескольких пунктах на приводораздельных участках (абсолютные отметки 220–250 м) были впервые вскрыты новые, ранее не отмеченные, формы пластовых погребенных льдов, которые входят в состав традиционно выделяемого ледового комплекса. Здесь, под повторно-жильными льдами, залегающими в интервале 2,5–5,0 м, было установлено три разобщенных интервала распространения фирна разной степени кристаллизации: верхний (12,0–17,0 м), средний (23,3–24,5 м) и нижний (33,6–39,0 м). Между горизонтами фирна располагается толща сингенетически мерзлого аллювия, представленного илестыми и песчанистыми алевритами.

ВВЕДЕНИЕ

Подземные льды распространены на равнинах Центральной Якутии и особенно широко на Лена–Амга–Алданском междуречье (Лено-Амгинской равнине), где они участвуют в строении ледового комплекса [Соловьев, 1959; Катасонов, 1975; Строение..., 1979; Иванов, 1984]. Ледовый комплекс на этой территории представлен толщей (до 70–80 м) дисперсных отложений, в которой замерзшая вода содержится в форме повторно-жильного и текстурообразующего льда. Мощность много-

летнемерзлой толщи составляет здесь сотни метров, из которых не менее 100 м верхней части представлены сингенетически мерзлыми образованиями.

В последние годы на междуречье рек Лены и Амги (абсолютные отметки 220–250 м) сотрудниками Института мерзлотоведения СО РАН было пробурено несколько скважин и изучен полученный керновый материал (рис. 1). В результате этих работ был детализирован состав ледового комп-

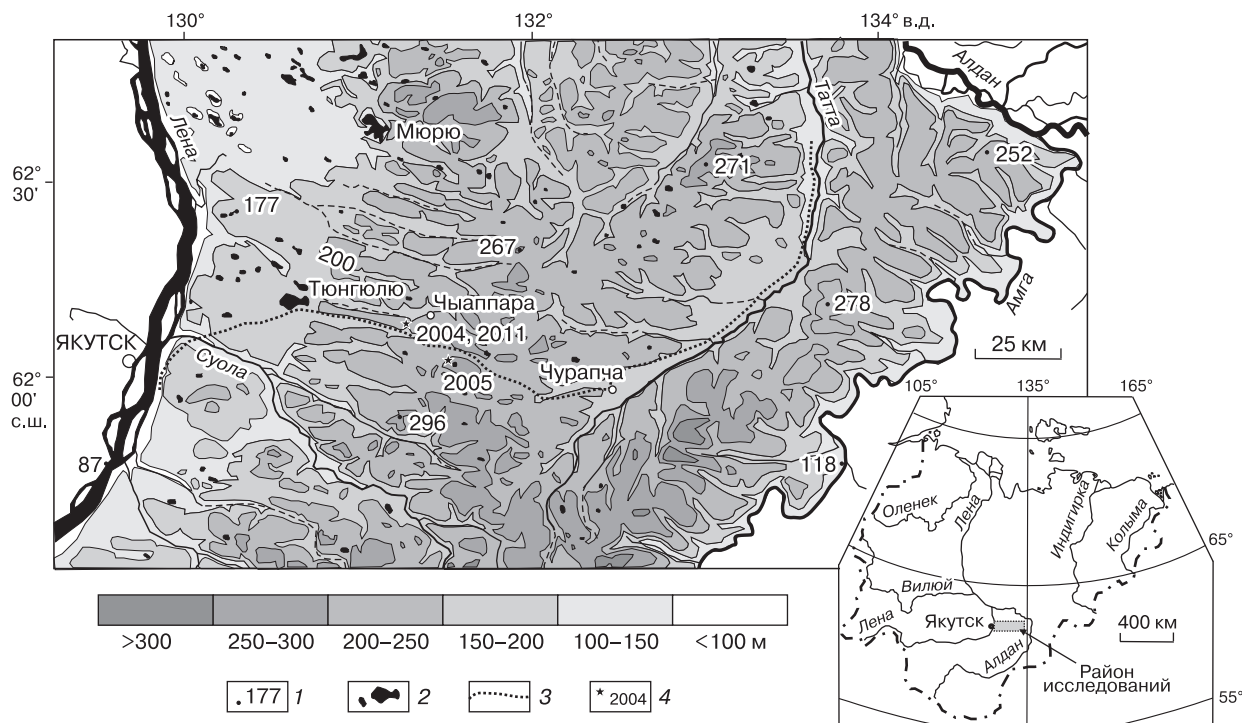


Рис. 1. Схема исследуемой территории с местоположением скважин в пределах Лено-Амгинской равнины (Центральная Якутия).

1 – отметки абсолютных высот над уровнем моря, м; 2 – озера; 3 – федеральная трасса; 4 – местоположение скважин и год.

лекса, уточнены его возраст и геоморфологическое положение [Спектор, Спектор, 2002].

Одним из важнейших результатов исследований было то, что на высокой Лено-Амгинской равнине при бурении в нескольких пунктах на приводораздельных участках были впервые вскрыты новые, ранее не отмеченные, формы погребенных пластовых льдов, сложенных в различной степени перекристаллизованным снегом – фирном. Открытие ранее неизвестных форм погребенных пластовых льдов позволяет уточнить климатические условия территории в конце неоплейстоцена и получить дополнительный материал для определения происхождения ледового комплекса.

ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Наиболее полный и глубокий разрез, включающий различные формы погребенного льда, наблюдался в скважине, пробуренной в 2004 г. в 82 км к востоку от Якутска (62°08' с.ш., 131°18' в.д.). Бурение скважины было проведено буровым станком, колонковым способом с последовательно сменяемыми диаметрами коронок 147, 127, 108, 89 и 76 мм. Колонки извлекались из керноотборных труб с помощью воздушной продувки и имели преимущественно ненарушенную струк-

туру. Для дальнейших исследований и хранения керн в мерзлом состоянии транспортировался в подземную лабораторию ИМЗ СО РАН.

Исследуемый разрез включал три неодинаковых по мощности горизонта ледяных и фирновых образований: перекрывающий горизонт повторножильных льдов (2,5–5,0 м от поверхности), верхний (12,0–17,0 м) и нижний (33,6–39,0 м), разделенных слоями сингенетически мерзлых илов и супесчаных алевритов [Spektor et al., 2008].

В 2011 г. разрез был уточнен еще одной скважиной, пробуренной в трех метрах от первой. Погребенный горизонтально-слоистый лед был вскрыт в двух интервалах: верхнем (13,5–14,2 м) и среднем (23,31–24,50 м от поверхности). Над скважиной были взяты пробы снега из верхней (5–10 см от поверхности) и нижней (30–40 см от поверхности) частей напочвенного снежного покрова. Глубина снежного покрова по состоянию на 19.03.2011 составила 43 см.

Третья скважина, пробуренная в 2005 г. в 94 км к востоку от Якутска (62°04' с.ш., 131°33' в.д.), вскрыла погребенный фирн на глубине 2,8–8,2 м от поверхности. По своему стратиграфическому положению и криолитологическим особенностям этот горизонт может быть сопоставлен с интервалом 33,6–39,0 м скважины 2004 г.

Описание разреза, вскрытого скважиной 2004 г., приведено ниже.

Перекрывающий горизонт (2,5–5,0 м) представлен льдом ледяной жилы. Пробуренная ледяная жила имеет ширину не менее 30 см и мощность около 2,5 м. Лед полупрозрачный и желтоватый, имеет вертикально-полосчатую структуру с неодинаковыми по объему включениями минерального и органического вещества и вытянутыми пузырьками газа. Ширина вертикальных полос составляет 1–2 см.

Верхний горизонт (12,0–17,0 м) пластовых льдов представлен тонкогоризонтально-слоистым микро- и мелкокристаллическим и резе крупнокристаллическим льдом (рис. 2, а). Фор-

мирование этого типа льда, по нашему мнению, связано с перекристаллизацией снега в погребенном снежнике. Погребенные снежники в данном интервале слабо уплотнены и слабо перекристаллизованы. Они характеризуются сложной многопорядковой слоистостью. Фирновый пласт разделяется на несколько пакетов слоев, среди которых выделяются: 1) пакеты чистого тонкослоистого фирна мощностью 3–5 см; 2) пакеты тонкослоистого минерализованного фирна мощностью 1–2 см; 3) пакеты брекчированного и крупнокристаллического фирна мощностью 1–4 см (см. рис. 2, б).

Условно в пласте уплотненного снега можно выделить годовые циклы, состоящие из чистого



Рис. 2. Средний горизонт разреза, вскрытого скважиной 2004 г.

а – ледяной керн с горизонтально-слоистым льдом (фирном) в интервале 12,7–13,4 м от дневной поверхности; б – многопорядковая слоистость льда в интервале 13,75–13,85 м от дневной поверхности; 1 – пакеты чистого тонкослоистого фирна; 2 – пакеты тонкослоистого минерализованного фирна; 3 – пакеты брекчированного и крупнокристаллического фирна.

белого снега (влажный и теплый сезон) и серого снега с примесью минеральных частиц (сухой и холодный сезон). Мощность микроциклов составляет 2–3 мм, а в пакете содержится порядка 20 микроциклов, указывающих на многолетнюю (не менее 20 лет) продолжительность суровых климатических эпизодов.

Фирновые прослои крупнокристаллического льда достигают толщины 1–3 см и состоят из оплавленных кристаллов льда округлой или прямоугольной формы размером до 5 мм. Отмечаются участки шестоватых и вертикально ориентированных кристаллов льда, что характерно для фирновых ледников.

Нижний горизонт (33,6–39,0 м) сложен более уплотненным горизонтально-слоистым пластовым фирновым льдом с несколько большей степенью перекристаллизации. В нижней части интервала прослой льда чередуются с прослоями ледистых илов – ледогрунта, который, в свою очередь, переходит в ледогрунт с линзовидной и плетенчатой криотекстурой.

В скважине, пробуренной в 2011 г. рядом со скважиной 2004 г., были опробованы два горизонта пластовых льдов: верхний (13,5–14,2 м) и средний (23,31–24,50 м). По текстурным особенностям эти льды представляют собой пластовые крупнокристаллические образования, близкие по текстуре ко льдам вышеописанного нижнего горизонта.

Перекрывающий горизонт повторно-жильных льдов залегает под тонким почвенным покровом и толщей массивных светло-коричневых алевритов, развитых под тонким почвенным покровом до глубины 2,5 м. В интервалах 5,0–12,0 и 17,0–33,6 м вскрыты толщи сингенетически мерзлых илов и супесчаных алевритов. Данные отложения имеют преимущественно сетчатую или массивную криотекстуру. Интервалы с массивной криотекстурой часто испещрены тонкими (от первых миллиметров до 3 см) субвертикальными ветвящимися трещинами, заполненными льдом.

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изотопный состав льда и снега. Изотопный состав погребенного фирнового льда из скважины 2004 г. изучался в лаборатории изотопных и ядерно-физических методов Научно-технологического центра Всероссийского НИИ гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО) (заклчение В.А. Полякова и А.Ф. Бобкова). Лед из скважины, пробуренной в 2011 г., и напочвенный снежный покров этого же года изучались в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН (заклчение Е.О. Дубининой). Полученные результаты обобщены в таблице и на рис. 3.

Содержание изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и δD в погребенных снежниковых льдах Лено-Амгинской равнины и напочвенном снежном покрове

№ п/п	Наименование осадка	Интервал опробования, м от поверхности	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰
<i>Скважина 2011 г.</i>				
1	Лед	13,50–13,58	-29,73	-213,5
2	Лед	13,62–13,70	-29,20	-214,3
3	Лед	13,72–13,80	-29,77	-223,8
4	Лед	13,82–13,90	-30,44	-232,0
5	Лед	13,92–14,00	-31,20	-236,9
6	Лед	14,05–14,10	-32,25	-232,1
7	Лед	23,41–23,44	-30,54	-219,9
8	Лед	23,51–23,56	-30,32	-223,8
9	Лед	23,62–23,68	-30,73	-226,7
10	Лед	23,71–23,78	-30,95	-230,0
11	Лед	23,88–23,94	-31,55	-234,7
12	Лед	24,00–24,07	-31,70	-232,5
13	Лед	24,25–24,30	-31,63	-229,1
14	Лед	24,37–24,43	-31,23	-225,3
<i>Напочвенный снежный покров над скважиной 2011 г.</i>				
15	Снег	Верхний горизонт, 5–10 см от поверхности	-38,63	-288,8
16	Снег	Нижний горизонт, 30–40 см от поверхности	-31,60	-229,3
<i>Скважина 2004 г.</i>				
17	Лед	12,0–16,0	-30,60	-275,0
18	Лед	33,50–33,65	-26,60	-226,0

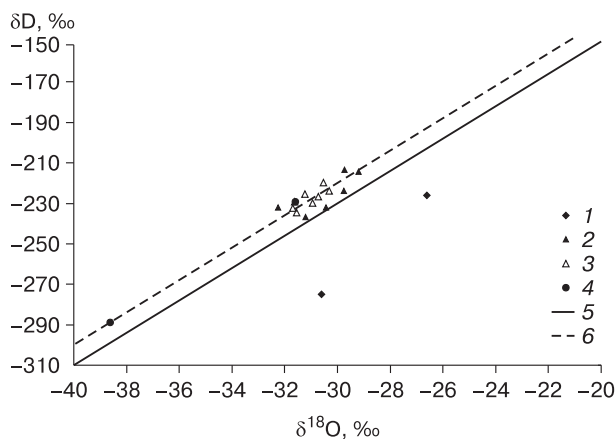


Рис. 3. Соотношение содержаний дейтерия и кислорода-18 в погребенном фирне Лено-Амгинской равнины и напочвенном снежном покрове.

1 – пробы скважины 2004 г.; 2 – пробы скважины 2011 г., интервал 13,5–14,2 м; 3 – пробы скважины 2011 г., интервал 23,31–24,5 м; 4 – снежный покров над скважиной 2011 г.; 5 – глобальная линия метеорных вод; 6 – локальная линия метеорных вод.

Изотопно-кислородный состав ($\delta^{18}\text{O}$) пластовых фирновых льдов, отобранных из интервалов 13,5–14,1 и 23,4–24,4 м, по данным лаборатории ИГЕМ, варьирует (относительно стандарта SMOW) в узких пределах. В верхнем из указанных интервалов $\delta^{18}\text{O}$ составляет минимально $-32,25\%$, максимально $-29,20\%$. Концентрация дейтерия (δD) колеблется от $-213,5$ до $-236,9\%$. В нижнем из этих интервалов минимальное содержание $\delta^{18}\text{O}$ составляет $-31,70\%$, максимальное $-30,32\%$. Содержание дейтерия соответственно: минимальное $-234,7$, максимальное $-219,9\%$. Фирн из горизонтов 12,0–17,0 и 33,6–39,0 м проанализирован в изотопной лаборатории ВСЕГИНГЕО. Из каждого интервала было проанализировано по одной пробе. Полученные данные (см. таблицу) близки к изложенным выше параметрам содержания изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и δD .

Характерной чертой изотопного состава изученных горизонтов пластовых льдов является их близость и даже практическое совпадение с линией метеорных вод территории Центральной Якутии [Popp, 2006]. Корреляционная зависимость $\delta^{18}\text{O}$ и δD для снега Центральной Якутии выражается уравнением $y = 7,66x - 2,90$. Пределы содержания $\delta^{18}\text{O}$ составляют от -42 до -19% , а δD – от -330 до -180% . От глобальной линии метеорных вод [Ферронский, Поляков, 2009; Craig, 1961] локальная линия метеорных вод Центральной Якутии при одинаковых содержаниях δD отличается меньшими значениями $\delta^{18}\text{O}$.

Изотопный состав снега в работе [Popp, 2006] был получен в результате опробования снежного покрова Центральной Якутии в течение ноября–апреля зимы 1997/98 г. вблизи г. Якутска. Снег, отобранный нами вблизи скважины, пробуренной в 2011 г., показал содержание $\delta^{18}\text{O}$ в верхнем горизонте (5–10 см от поверхности), равное $-38,63\%$, а в нижнем (30–40 см от поверхности) $-31,6\%$, что практически совпало с содержанием этого изотопа в погребенных фирнах.

Спорово-пыльцевая характеристика разреза. Палинокомплексы рассмотренных выше отложений резко отличаются по качественным и количественным характеристикам от современных. В современных спорово-пыльцевых спектрах, полученных из растительного слоя (0–0,1 м), абсолютное большинство составляет пыльца древесно-кустарниковых растений (68,4–75,0 %), пыльца трав и кустарничков насчитывает 28,7 и 17,0 %, а споры – 2,9 и 8,0 %.

Покровные суглинки, залегающие под современными суглинками и над повторно-жильными льдами, и верхняя часть пачки повторно-жильных льдов (0,75–4,0 м) характеризуются преобладанием пыльцы травяно-кустарниковых растений (62,7–67,0 %). Здесь основную роль играет пыльца

осоковых (27,2–16,8 %) и злаковых (12,4–36,1 %). В споровой группе (27,8–20,8 %) преобладают споры папоротников (20,1–7,2 %). Незначительная группа древесно-кустарниковых растений (9,5–12,2 %) представлена в основном кустарниками: березками (7,7–9,0 %), ольховником (0,3–1,5 %).

Приведенные спорово-пыльцевые спектры из верхних слоев жильных льдов отражают тундровую растительность.

Спорово-пыльцевые спектры, полученные из разделяющих повторно-жильные льды и снежники озерных суглинков (интервал 10,11–12,15 м) и сизовато-серых илов с растительным детритом (интервал 7,50–10,11 м), характеризуются слабой насыщенностью микрозернами (100–296 в одном-четыре препаратах). В спектрах доминирует пыльца травянистых растений (35,0–90,3 %). Основная доля приходится на пыльцу ксерофитных растений: маревых (0,5–47,5 %), злаковых (7,6–40,0 %), полыней (7,0–27,8 %), цикориевых (1,0–26,7 %), гвоздичных (0,5–5,8 %). Пыльца древесно-кустарниковых растений (7,7–37,2 %, чаще 22,0 %) почти равномерно распределена по разрезу. Доминирует среди них пыльца кустарниковых берез (1,7–20,0 %, количество которых возрастает снизу вверх), ольховника (0,5–4,0 %), ивы (0,5–4,0 %), кедрового стланика (0,5–9,9 %, количество также возрастает снизу вверх). Среди древовидных форм больше всего пыльцы лиственницы (1,8–10,0 %), меньше пыльцы высокоствольных берез (0,5–7,0 %), еще меньше сосны обыкновенной (0–1,8 %), редка и единична пыльца ели.

Группа споровых растений насчитывает от 3,2 до 39,0 %, основной фон в ней создают споры зеленых мхов (1,2–24,4 %) и папоротников (0,5–29,0 %). В образцах отмечаются колонии зеленых водорослей рода *Pediastrum* и другие микрофоссилии. Следует отметить, что в этом интервале встречено большое количество перетолженного материала из мезозойских и кайнозойских отложений.

Состав и количественные соотношения спорово-пыльцевых спектров свидетельствуют о развитии тундровых и степных ландшафтов с доминированием ксерофитных элементов и островных разреженных лиственнично-березовых и лиственнично-сосновых группировок лесотундрового облика. Значительное количество спор зеленых мхов, осоковых и присутствие пыльцы прибрежно-водных растений указывают на наличие гишновых болот и травянистых осоковых болот.

В толще погребенного снега и подстилающих илах (12,15–17,35 м) определены спектры, отличающиеся от предыдущих довольно высоким содержанием пыльцы древесно-кустарниковых растений (13,7–44,0 %), хотя по количественному

составу они уступают группе травяно-кустарничковых растений (47,1–70,3 %).

Среди пыльцы деревьев и кустарников доминирующее положение занимает пыльца мелколиственных покрытосеменных (12,4–36,0 %), в составе которых лидирует пыльца кустарничковых видов берез (5,5–24,0 %). Пыльца древовидных берез составляет от 3,0 до 12,0 %, ольховника – от ед. до 5,0 %, ивы – от ед. до 3,0 %.

Среди хвойных (2,1–15,1 %) больше пыльцы лиственницы (1,0–10,0 %), меньше сосны обыкновенной (0,3–5,3 %), а ели сибирской и кедрового стланика – единично.

В травяно-кустарничковой группе вновь происходит количественная перестановка компонентов. Лидирующей становится пыльца полыней (9,6–16,0 %), злаков (6,0–24,0 %) и маревых (4,0–14,8 %). Сократилась численность пыльцы цикориевых (1,8–13,0 %) и резко увеличилось количество пыльцы верескоцветных (5,0–13,0 %).

В споровой группе (5,5–13,7 %) из спектров выпадают споры плаунка сибирского. Уменьшилось количество спор зеленых (1,1–5,6 %) и печеночных (от ед. до 3,5 %) мхов, но увеличилось содержание спор сфагновых мхов (0,3–3,0 %).

Учитывая низкую концентрацию пыльцы и спор в осадках (100–223 зерна в двух-трех препаратах) и небольшое количество пыльцы древесных форм в спектрах, можно предположить, что формирование данных отложений происходило в условиях слабооблесенных ландшафтов. Широкое распространение имели степи, солончаковатые луга, где господствовали полынно-маревые и злаково-разнотравные группировки с участками мелкокустарничковых (вересковых) и крупнокустарничковых (ерниковых) формаций. Редкостойные леса были представлены лиственничниками, местами – соснами, березой плосколистной, возможно, с елью.

Некоторое увеличение роли ерниковых формаций, значительное распространение верескоцветных, возросшая роль мезофитного разнотравья и сфагновых мхов, снижение количества ксерофитных элементов (маревых, плаунка сибирского) в какой-то степени могут указывать на некоторое потепление и увеличение влажности климата и при сохранении суровых климатических условий.

В толще перигляциального аллювия (20–31 м) и нижнем горизонте снежников (31–43 м) встречено наименьшее количество пыльцы и спор (от 13 до 128 зерен в одном-пяти препаратах). Семь проб из 16 оказались практически пустыми (пыльца и споры в них содержатся единично). В палинокомплексах доминирует пыльца травянистых растений (47,0–83,0 %), основу которых составляет пыльца семейства маревых (до 56,0 %). Отмечает-

ся весьма устойчивое содержание ее во всех пробах. Довольно много пыльцы злаковых (до 20,4 %) и полыней (до 10,0 %). Постоянно заметную роль в спектрах играет пыльца гвоздичных (0,3–11,2 %), цикориевых (1,1–6,9 %), астровых (0,3–3,0 %). Пыльца разнотравья, представленная верескоцветными, розоцветными, кипрейными, гречишными, встречается редко или единично.

Пыльца древесно-кустарничковых растений составляет 4,0–23,9 %, иногда 34,0 %, и в основном это пыльца лиственницы (0,3–19,0 %). Реже встречается пыльца сосны обыкновенной (0–4,0 %), березы плосколистной (0–5,0 %) и кустарничковой (березы Миддендорфа, березы тощей), ольховника, ивы и кедрового стланика.

Состав спор, различных микрофоссилий, преотложенных пыльцы и спор из более древних отложений сходны с таковыми из вышележащих слоев.

Охарактеризованные спорово-пыльцевые спектры отражают растительность перигляциальных тундростепей с островными лесами и заболоченными участками, относящихся ко времени наиболее суровых условий.

ДИСКУССИЯ

Изотопный анализ пластовых льдов показывает, что эти льды генетически едины и по изотопному составу весьма сходны с современным снегом. По этому признаку, а также по микро- и тонкозернистой структуре, тонкослоистому сложению, наличию шестоватых кристаллов льда и пластовому залеганию рассматриваемые льды, скорее всего, имеют фирновое происхождение.

Присутствие пластов фирна указывает на значительные перемены температуры и резкие изменения влажности приземного слоя воздуха.

Открытие снежников в относительно южных равнинных районах бассейна р. Лены указывает на то, что в начале и конце позднего неоплейстоцена в отдельные временные интервалы летние температуры здесь незначительно превышали 0 °С. По аналогии с арктическими районами можно предполагать, что среднегодовая температура приземного слоя воздуха в указанные интервалы в Центральной Якутии не поднималась выше –20 °С, что существенно ниже (на 10 °С) современных температур.

Среднегодовые температуры приземного слоя воздуха имеют функциональную связь со среднегодовым значением $\delta^{18}\text{O}$ в осадках [Dansgaard, 1964]. Содержание $\delta^{18}\text{O}$ в водах бассейна примерно соответствует содержанию его на границе между снегом и дождевыми водами района или самым высоким его содержанием в снеговой влаге [Popp, 2006]. В нашем случае значение этого показателя

составляет $-29,2\%$. При таких значениях среднегодовых содержаний $\delta^{18}\text{O}$ в осадках среднегодовая температура могла опускаться до $-20\text{ }^\circ\text{C}$. Среднезимние температуры при этом могли составлять $-45\text{...}-50\text{ }^\circ\text{C}$, а среднелетние ненамного превышать $+5\text{ }^\circ\text{C}$. Об относительно низких летних температурах свидетельствует состав растительности, указывающий на существование в период формирования вмещающих осадков ландшафтов тундростепей и в отдельные эпизоды – лесотундры. Снежники в этих условиях могли сохраняться в благоприятной экспозиции в складках местности на возвышенных, но затененных участках рельефа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, изученные пластовые горизонтально-слоистые льды трех горизонтов сформировались на дневной поверхности и представляют собой, по-видимому, погребенные снежники. По изотопному составу эти образования обнаруживают единство со снежным покровом рассматриваемого региона. Вмещающие их толщи характеризуются палинокомплексами, отражающими суровые условия позднеплейстоценовых оледенений.

Присутствие погребенного фирна, льда и ледогрунта в верхней части рыхлого покрова Лено-Амгинской равнины указывает на более сложную, чем предполагалось ранее, эволюцию верхней, сингенетически мерзлой части криолитозоны региона. До настоящего времени считалось, что формирование сингенетически мерзлых толщ региона происходило в условиях холодного и сухого климата с резкими сезонными перепадами температуры, которые обеспечивали формирование повторно-жильных льдов и практически повсеместное распространение мощного ледового комплекса. Однако сокращенная мощность ледового комплекса и присутствие нескольких горизонтов погребенных, в различной степени перекристаллизованных снежников указывает на формирование сингенетически мерзлых толщ на первых этапах в условиях относительно высокой влажности при

довольно низких летних температурах. Эта особенность характерна для территорий, охваченных оледенением. В то же время само по себе сохранение и погребение слоев фирнов указывает на относительно высокую скорость осадконакопления. Последнее могло быть обеспечено только условиями тектонического (вероятно, гляциотектонического) прогибания.

По данным климатических и криолитологических реконструкций, основная сингенетически мерзлая часть криолитозоны региона формировалась в условиях влияния крупного ледникового покрова, скорее всего, Верхооянского.

Литература

- Иванов М.С.** Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск, Наука, 1984, 126 с.
- Катасонов Е.М.** Мерзлотно-фациальный анализ плейстоценовых отложений и палеогеография Центральной Якутии // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М., Наука, 1975, с. 16–22.
- Соловьев П.А.** Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М., Изд-во АН СССР, 1959, 144 с.
- Спектор В.Б., Спектор В.В.** О происхождении высокой Лено-Амгинской перигляциальной равнины // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 4, с. 3–12.
- Строение** и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии / Ред. Е.М. Катасонов. Новосибирск, Наука, 1979, 96 с.
- Ферронский В.И., Поляков В.А.** Изотопия гидросферы Земли. М., Науч. мир, 2009, 632 с.
- Craig H.** Isotopic variations in meteoric waters // Science, 1961, vol. 133, p. 133–149.
- Dansgaard W.** Stable isotopes in precipitation // Tellus, 1964, vol. 19, p. 435–463.
- Popp S.** Late Quaternary Environment of Central Yakutia (NE Siberia): Signals in Frozen Ground and Terrestrial Sediments. Potsdam, Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Potsdam, 2006, 85 p.
- Spektor V.B., Spektor V.V., Bakulina N.T.** New data on the Ice Complex of the Lena-Amga rivers plain (Central Yakutia) // Ninth Intern. Conf. on Permafrost, Fairbanks, 2008, Univ. of Alaska Fairbanks, 2008, vol. 2, p. 1681–1684.

Поступила в редакцию
22 февраля 2011 г.